

К вопросу о влиянии речного течения на доплеровский спектр отражённого радиолокационного сигнала при малых углах падения

М. С. Рябкова, В. Ю. Караев, М. А. Панфилова,
Ю. А. Титченко, Е. М. Мешков, Э. М. Зуйкова

*Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: mrjabkova@gmail.com*

Доплеровский спектр отражённого радиолокационного сигнала СВЧ-диапазона содержит информацию о движении рассеивающей поверхности. При малых углах падения для описания обратного рассеяния используется метод Кирхгофа, и в рамках двухмасштабной модели рассеивающей поверхности отражение происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. Ширина и смещение доплеровского спектра зависят от статистических моментов второго порядка поверхностного волнения. Течение приводит к трансформации спектра волнения, изменению статистических характеристик, что может быть использовано для измерения скорости и направления течения. Для проверки этой гипотезы была выбрана река, где направление и скорость течения могут быть легко измерены. Для задания спектра, сформировавшегося на постоянном течении, были введены понятия эффективной скорости ветра и эффективного направления ветра. Была получена зависимость спектра волнения от угла между направлением ветра и направлением течения. Это позволило вычислить статистические моменты второго порядка, которые необходимы для вычисления доплеровского спектра. Были построены зависимости ширины и смещения доплеровского спектра от азимутального угла и направления зондирования, получены оценки влияния скорости течения на доплеровский спектр. Показано, что существующие азимутальные зависимости сечения обратного рассеяния, ширины и смещения доплеровского спектра позволяют предложить несколько подходов (алгоритмов) к задаче определения скорости и направления течения. Таким образом, проведённый анализ подтвердил, что задача определения скорости и направления течения по доплеровскому спектру, измеренному при малых углах падения, является потенциально решаемой.

Ключевые слова: скорость и направление течения, ширина и смещение доплеровского спектра, метод Кирхгофа, двухмасштабная модель рассеивающей поверхности, малые углы падения, ветровое волнение

Одобрена к печати: 22.10.2020

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-1-175-187

Введение

В настоящее время задача измерения и мониторинга глобального поля морских течений становится актуальной и привлекает внимание учёных во всём мире. Разработан целый ряд проектов космических радаров, которые могут быть использованы для измерения течений (Ardhuin et al., 2019; Gommenginger et al., 2019; Rodriguez et al., 2019). Для измерения скорости течения предлагается использовать спектральные характеристики отражённого радиолокационного сигнала. Доплеровский спектр содержит информацию о характеристиках поверхности, связанную с её движением, и необходимо научиться её извлекать.

Наиболее разработана концепция измерения течения при средних углах падения, когда доминирующим является резонансный механизм обратного рассеяния. В качестве примера можно привести орбитальные радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА), которые измеряют проекцию скорости течения на направление зондирования. Алгоритмы обработки тестировались в том числе на реках и подтвердили свою работоспособность. При восстановлении скорости течения на реке удаётся определить полную скорость течения, так как его направление задаётся руслом реки (Varale et al., 2010; Romeiser et al., 2007).

Плюсом измерений при средних углах падения является то, что отражение происходит на резонансной ряби, которая движется в поле течения. Возможные ошибки связаны с тем, что существует модуляция мощности отражённого сигнала уклонами крупномасштабного (по сравнению с длиной электромагнитной волны) волнения и гидродинамическая модуляция за счёт неоднородного распределения ряби по профилю волны.

При малых углах падения рассеяние происходит на участках волнового профиля крупномасштабного волнения, которые ориентированы перпендикулярно падающему излучению. На течении происходит трансформация спектра волнения, что приводит к изменению статистических характеристик рассеивающей поверхности и влияет на спектральные характеристики отражённого радиолокационного сигнала.

В проекте SKIM (*англ.* Sea Surface Kinematics Multiscale Monitoring) (Ardhuin et al., 2019) предлагается измерять течения при малых углах падения по доплеровскому сдвигу отражённого радиолокационного сигнала. Однако экспериментальные подтверждения эффективности такого подхода в настоящее время отсутствуют.

Выполнение измерений в морских условиях является достаточно сложной технической задачей, поэтому для оценки потенциала области малых углов падения для измерения скорости течения был проведён цикл измерений в речных условиях (август – октябрь 2019 г.). В речных условиях направление течения и его скорость могут быть легко измерены.

Для полноценного исследования необходимо выполнить сравнение экспериментальных данных с моделью доплеровского спектра. Для того чтобы получить количественные оценки, нужно для волнения, сформировавшегося на реке, вычислить статистические моменты второго порядка, которые используются в модели доплеровского спектра отражённого сигнала. В настоящей работе проведено теоретическое исследование и рассмотрено влияние течения на ширину и смещение доплеровского спектра.

Спектр волнения на стационарном речном течении

Трансформация спектра волнения на морском течении представляет собой известную задачу, которая в ряде частных случаев имеет аналитическое решение (см., например, работу (Давидан и др., 1985)), а в общем случае решается численно.

Первые попытки исследования распространения волн на течении при наличии ветра принадлежат У. Кельвину (W. Kelvin) и Г. Гельмгольцу (H. Helmholtz). Ими рассмотрена теоретическая схема прохождения волны заданной длины под действием силы тяжести на поверхности раздела двух жидкостей разной плотности, движущихся с различными постоянными скоростями (Коненкова, 1969; Кочин и др., 1963; Kelvin, 1871).

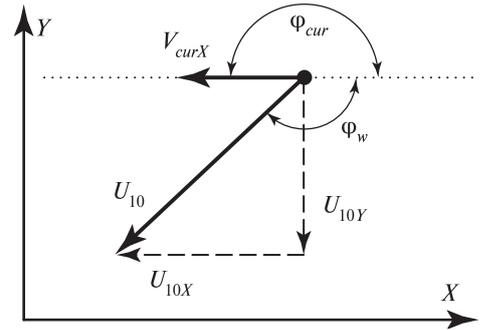
В ходе проведённых исследований были выполнены эксперименты в лотках с волнами, генерируемыми ветром на текущей воде. Пионерами экспериментальных исследований по этой схеме являются Дж. Р. Френсис и К. Р. Даджен (Francis, Dudgeon, 1967), которые в 1967 г. провели эксперименты в специально спроектированном лотке размерами $9,15 \times 0,50 \times 0,127$ м (последний параметр — ширина) при глубине воды 0,22 м. Большой объём экспериментальных работ в лотке был выполнен В. И. Тепловым (1984).

Эксперименты подтвердили теоретические выводы, что воздушный поток генерирует на встречных течениях волны большей длины, высоты и периода, а на попутном — меньшей длины, высоты и периода, чем на стоячей воде.

Формирование спектра ветрового волнения на течении в общем виде было рассмотрено в работе (Lavrenov, 2003). С учётом ряда предположений были получены формулы для спектра волнения, сформировавшегося на течении. Однако решение возможно только в численном виде, поэтому был выбран упрощённый вариант описания спектра волнения, опирающийся на предложенный подход (Lavrenov, 2003).

На реке ситуация отличается от морских условий тем, что поверхностное волнение формируется в условиях наличия течения, которое для упрощения будем считать стационарным на длине ветрового разгона.

Рис. 1. Схема наблюдения: U_{10} и φ_w — скорость ветра на высоте 10 м и направление ветра соответственно; V_{cur} и φ_{cur} — скорость и направление течения соответственно



Кроме того, длина ветрового разгона обычно ограничена, поэтому на поверхности присутствует развивающееся ветровое волнение и отсутствуют волны зыби. Нам не удалось найти работы, посвящённые спектру волнения на реках, поэтому для получения численных оценок параметров волнения и вычисления доплеровского спектра отражённого сигнала был предложен следующий подход.

Для упрощения последующих преобразований считаем, что ось X направлена по линии зондирования и в частном случае (рис. 1) — против течения.

Угол направления течения φ_{cur} отсчитывается от оси X , и в общем случае течение можно представить в следующем виде: $\vec{V}_{cur} = \vec{V}_{cur} (V_{curX}, V_{curY}) = \vec{V}_{cur} (V_{cur} \cos \varphi_{cur}, V_{cur} \sin \varphi_{cur})$.

Ветер генерирует поверхностное волнение, и для реки направление ветра и направление распространения волнения в общем случае не совпадают. Пусть в неподвижной системе координат ветер направлен под углом φ_w , отсчитываем от оси X . Если перейдём в движущуюся систему координат, связанную с течением, то получим эффективные скорость U_{10eff} и направление ветра $\varphi_{w eff}$:

$$U_{10eff} = \sqrt{(U_{10} \cos \varphi_w - V_{cur} \cos \varphi_{cur})^2 + (U_{10} \sin \varphi_w - V_{cur} \sin \varphi_{cur})^2}, \quad \varphi_{w eff} = \arctg \left(\frac{U_{10effY}}{U_{10effX}} \right). \quad (1)$$

В результате скорость и направление ветра в движущейся системе координат, связанной с течением, будут отличаться от скорости и направления ветра в неподвижной системе координат. Формирование волнения в движущейся системе координат будет происходить под влиянием эффективного ветра. Разница в параметрах волнения будет максимальной для ветров, направленных по течению и против него.

Для выполнения численных оценок будем предполагать, что скорость течения может принимать три значения: 0; 0,25 и 0,5 м/с.

На рис. 2 показаны зависимости эффективной скорости ветра и разности между направлением ветра (неподвижная система координат) и эффективным направлением ветра от азимутального угла (направления ветра) для направления течения 180° (движущаяся система координат). Вычисления выполнены для скоростей ветра 3, 5, 7 м/с.

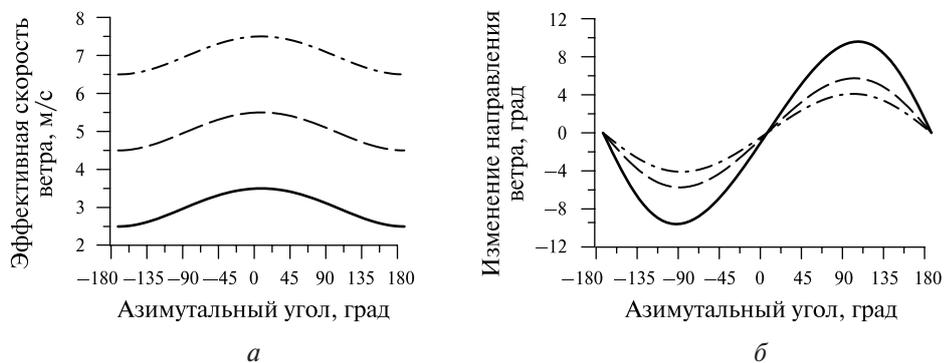


Рис. 2. Азимутальная зависимость эффективной скорости ветра (а) и разности между исходным направлением ветра и эффективным направлением ветра (б). Скорость течения — 0,5 м/с, направление — 180° ; штрихпунктирная кривая — 7 м/с, пунктирная кривая — 5 м/с, сплошная кривая — 3 м/с

Из рисунков видно, что изменение эффективной скорости ветра достигает удвоенного значения скорости течения, а изменение направления ветра — 10° для заданных условий.

Таким образом, развитие поверхностного волнения на течении (в движущейся системе координат) происходит при эффективных скорости и направлении ветра. Рассмотрим формирование спектра волнения в таких условиях.

Для лучшей визуализации результатов воспользуемся одномерной моделью спектра волнения, задав угловое распределение дельта-функцией (цилиндрические волны), т. е. все волны распространяются в одном направлении.

При дальнейшем рассмотрении будем опираться на предположение, что в движущейся системе координат формирование спектра волнения происходит так же, как и при отсутствии течения, при условии использования эффективных скорости и направления ветра.

Для описания спектра волнения используется модель, предложенная в работах (Ryabkova, Karaev, 2018; Ryabkova et al., 2019). Для однозначного задания одномодового спектра ветрового волнения достаточно определить три параметра: скорость ветра на высоте 10 м U_{10} , направление ветра φ_w и длину безразмерного ветрового разгона $\tilde{x} = (xg)/U_{10}^2$, где x — ветровой разгон в метрах; g — ускорение свободного падения.

При вычислениях переменным параметром было направление ветра в неподвижной системе координат при неизменных направлении и скорости течения ($\varphi_{cur} = 180^\circ$).

На рис. 3а показаны одномерные спектры волновых чисел, вычисленные для разных направлений ветра.

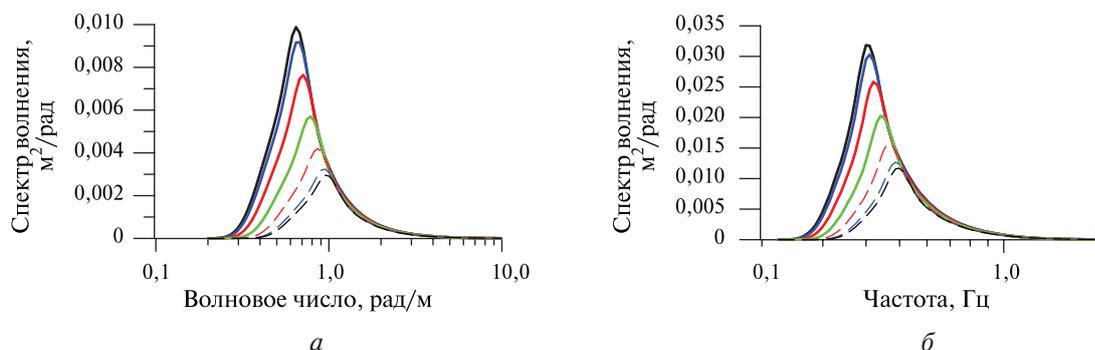


Рис. 3. Спектры высот волнения для скорости ветра $U_{10} = 5$ м/с, скорости течения 0,5 м/с и направления течения $\varphi_{cur} = 180^\circ$ для направлений ветра φ_w : $0^\circ, 30^\circ, 90^\circ, 120^\circ, 150^\circ$ и 180° (а — спектр волновых чисел, б — частотный спектр)

Вычисления выполнены для скорости ветра 5 м/с, длины безразмерного ветрового разгона 4000 и скорости течения 0,5 м/с, направленного против оси X ($\varphi_{cur} = 180^\circ$). Направление скорости ветра (волнения) изменялось от 0 до 180° : сплошная чёрная кривая — 0° , сплошная синяя — 30° , сплошная зелёная — 90° , красная пунктирная кривая — 120° , синяя пунктирная — 150° и чёрная пунктирная — 180° . На рис. 3б приведены частотные спектры для тех же условий.

Наблюдаемая на рисунке зависимость ожидаема: «относительная» скорость ветра максимальна при встречном направлении скорости ветра (спектр сильнее сдвинут в область малых волновых чисел) и минимальна при попутном направлении.

В результате при одинаковой скорости ветра высота значительного волнения меняется от 0,32 м ($\varphi_w = 0^\circ$) до 0,21 м ($\varphi_w = 180^\circ$). Изменится не только высота волнения, но и другие его статистические параметры, что повлияет на доплеровский спектр отражённого сигнала.

Спектр волнения в неподвижной системе координат

Во время эксперимента измерения доплеровского спектра проводились с моста в неподвижной системе координат, поэтому для получения численных оценок ширины и смещения доплеровского спектра необходимо перейти в неподвижную систему координат.

Если волна распространяется против течения, то её частота в неподвижной системе координат уменьшается. В общем случае формула для частоты в неподвижной системе координат имеет следующий вид: $\omega_0 = \omega + \vec{\kappa} \vec{V}_{cur} = c\kappa + \vec{\kappa} \vec{V}_{cur}$, где κ — волновое число поверхностной волны; c — фазовая скорость волны.

При равенстве фазовой скорости волны и скорости течения частота ω_0 становится равной нулю, а при дальнейшем увеличении скорости течения — отрицательной, что не имеет физического смысла, поэтому в формулах частота всегда остаётся положительной.

В частотном спектре эти частоты начнут отсчитываться с нуля, т. е. «довесок» пойдёт в начало спектра волнения, а их амплитуда будет мала по сравнению с «основными» гармониками. Рассмотрим трансформацию частотного спектра при переходе в неподвижную систему координат.

Считаем, что $S(\omega)$ — частотный спектр волнения в системе координат, связанной с течением. Он вычисляется по известным эффективным скорости и направлению ветра. В неподвижной системе координат в частотный спектр волнения войдёт скорость течения, т. е. $S_0(\omega_0, \varphi) = S_0(\omega + \vec{\kappa} \vec{V}_{cur}, \varphi)$. При моделировании рассмотрим два случая: волны распространяются по течению ($\varphi_w = \varphi_{cur} = 180^\circ$) и против течения ($\varphi_w = 0^\circ, \varphi_{cur} = 180^\circ$).

На рис. 4 приведены частотные спектры высот, которые были построены для направления волнения по течению (см. рис. 4а) и против течения (см. рис. 4б). Вычисления были выполнены для скорости ветра 5 м/с, длины безразмерного ветрового разгона 4000 и трёх значений скорости течения: 0,5 м/с — штриховая кривая, 0,25 м/с — штрихпунктирная и без течения — сплошная кривая.

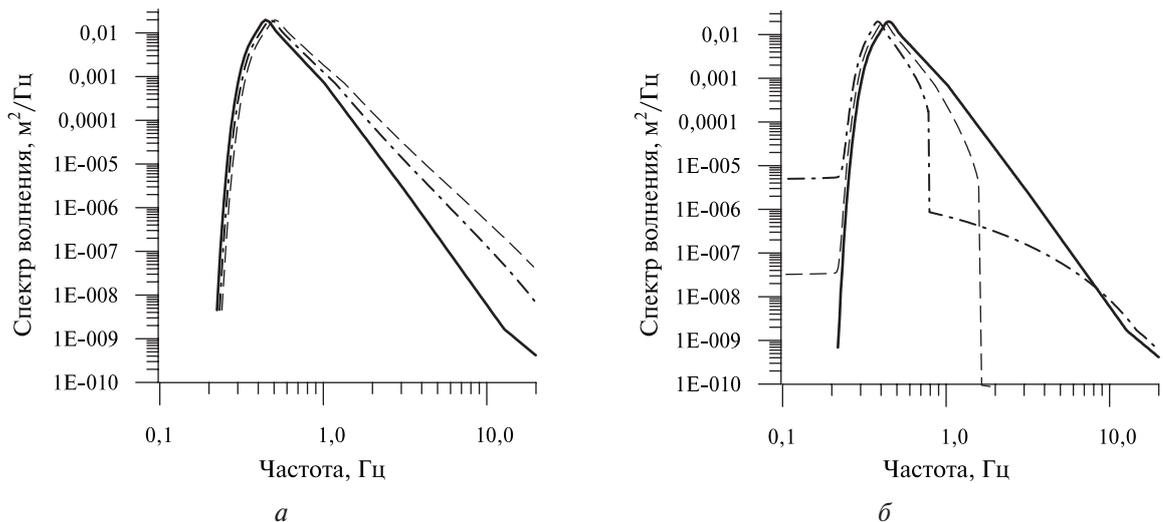


Рис. 4. Частотный спектр высот для скорости ветра $U_{10} = 5$ м/с, безразмерного разгона 4000, направления течения $\varphi_{cur} = 180^\circ$ и направления распространения волнения 180° (а) и 0° (б). Спектр без течения показан сплошной кривой

Из рисунка видно, что с увеличением скорости попутного течения происходит сдвиг в сторону более высоких частот (см. рис. 4а). Трансформация спектра волнения выглядит необычно для случая встречного течения. Как обсуждалось выше, в этом случае существует точка, когда скорость течения равна фазовой скорости поверхностной волны и частота становится равной нулю (см. рис. 4б). В данном случае, чтобы нарисовать график в интервале 0,1–20 Гц, точки, близкие к нулю, были удалены при построении. Этот эффект является следствием дисперсионного соотношения для волн на воде.

Связь частоты и волнового числа для волн на воде определяется дисперсионным соотношением $\omega = (\Omega\kappa)$, следовательно:

$$\omega_0 = \Omega(\kappa) - \kappa V_{cur}. \quad (2)$$

Прямая линия «пересекает» дисперсионную кривую один или два раза, что зависит от скорости течения (наклона кривой). На *рис. 5* показано изменение угловой частоты ω_0 для двух скоростей течения: сплошная кривая — 0,25 м/с и штрихпунктирная — 0,5 м/с.

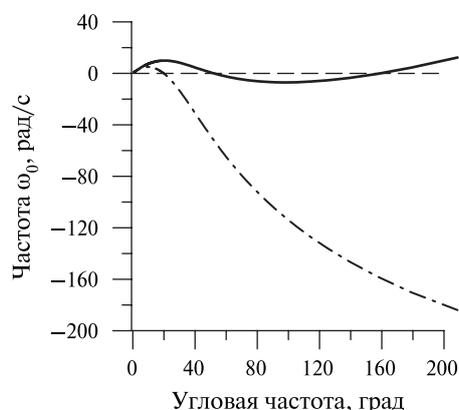


Рис. 5. Зависимость угловой частоты на течении от частоты без течения: сплошная кривая — скорость течения 0,25 м/с, штрихпунктирная кривая — 0,5 м/с

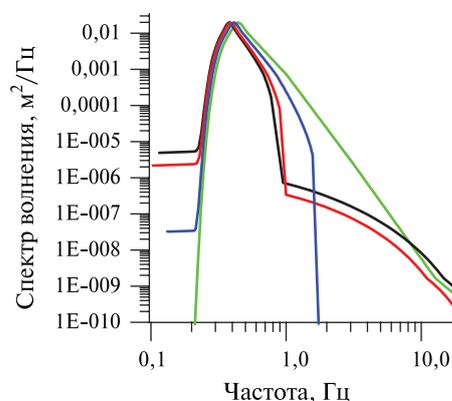


Рис. 6. Частотный спектр высот для скорости ветра $U_{10} = 5$ м/с, длины безразмерного ветрового разгона 4000, скорости течения 0,5 м/с, направления течения $\varphi_{cur} = 180^\circ$ и направлений распространения волнения: чёрная кривая — 0° , красная — 30° , синяя — 60° , зелёная — 90°

Ещё одна особенность трансформации спектра волнения связана с углом между направлением течения и направлением распространения волнения. Этот вопрос важен, так как в вычислениях будет использоваться двумерный спектр волнения $S(x, \varphi)$, зависящий от азимутального угла.

В качестве примера рассмотрим трансформацию спектра волнения в зависимости от угла между направлением течения и направлением распространения волны. При увеличении этого угла проекция скорости течения на направление распространения волны будет уменьшаться, поэтому возможен переход от одной к двум особенностям в спектре (см. *рис. 4б* и 5). Это хорошо просматривается на следующем рисунке.

На *рис. 6* показана трансформация частотного спектра в зависимости от угла между течением и волнением. Вычисления были выполнены для скорости ветра 5 м/с, длины безразмерного ветрового волнения 4000, направления течения 180° и четырёх азимутальных углов: 0° — чёрная кривая, 30° — красная, 60° — синяя и 90° — зелёная кривая. При «повороте» происходит изменение проекции скорости течения на направление распространения, поэтому на рисунке наблюдается переход от одного к двум изменениям знака при изменении частоты.

Изменение параметров волнения на течении

Обратное рассеяние электромагнитного излучения водной поверхностью в области малых углов падения описывается в приближении метода Кирхгофа (Басс, Фукс, 1972; Barrick, 1968).

В модель доплеровского спектра входят статистические параметры волнения и характеристики диаграммы направленности антенны (Karaev et al., 2008; Panfilova et al., 2020), поэтому для моделирования доплеровского спектра необходимо вычислять вторые статистические моменты для волнения, сформировавшегося на течении, в неподвижной системе координат, связанной с радиолокатором.

Надо отметить, что спектр волновых чисел не изменится при переходе в неподвижную систему координат, поэтому дисперсии высот и уклонов сохранятся. В связи с этим использование спектра волновых чисел для вычисления параметров волнения является предпочтительным по сравнению с частотным спектром. Однако влияние течения скажется на тех

статистических моментах, куда входит частота. Это необходимо учитывать при интегрировании. Приведём в качестве примера формулу для дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости:

$$\sigma_{\Pi}^2 = \int_0^{\kappa_{cut}} \omega_0^2 S(\kappa, \varphi) \kappa \, d\kappa \, d\varphi = \int_0^{\kappa_{cut}} \left(\Omega(\kappa) - \bar{\kappa} \vec{V}_{cur} \right)^2 S(\kappa, \varphi) \kappa \, d\kappa \, d\varphi, \quad (3)$$

где κ_{cut} — граничное волновое число в рамках двухмасштабной модели рассеивающей поверхности. Для используемого спектра волнения формулы для граничного волнового числа приведены в работе (Ryabkova et al., 2019). Все последующие оценки параметров крупномасштабного (по сравнению с длиной электромагнитной волны) волнения выполнены для длины волны радиолокатора 0,03 м.

Как уже отмечалось, зная угол между направлением ветра и направлением течения, можно найти эффективный ветер, который будет определять интенсивность волнения для этого азимутального угла.

В формулу для ширины и смещения доплеровского спектра входят статистические моменты второго порядка (Басс, Фукс, 1972; Каневский, Караев, 1996), которые зависят от азимутального угла. Наиболее сильное влияние на параметры доплеровского спектра при зондировании по оси X оказывают дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости σ_{Π}^2 , ненормированный коэффициент корреляции вертикальной составляющей орбитальной скорости и уклонов поверхности вдоль оси $X - K_{\chi}$ и дисперсия уклонов поверхности вдоль оси $X - \sigma_{\chi\chi}^2$ (Karaev et al., 2008).

На рис. 7 приведены азимутальные зависимости дисперсии уклонов крупномасштабного волнения $\sigma_{\chi\chi}^2$ (см. рис. 7а), ненормированного коэффициента корреляции K_{χ} (см. рис. 7б) и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости σ_{Π}^2 (см. рис. 7в). Сплошная кривая соответствует скорости ветра 5 м/с без течения, штрихпунктирная — скорости течения 0,25 м/с и штриховая — скорости течения 0,5 м/с. Направление течения -180° , и при вычислениях изменялось направление ветра: от -180 до 180° .

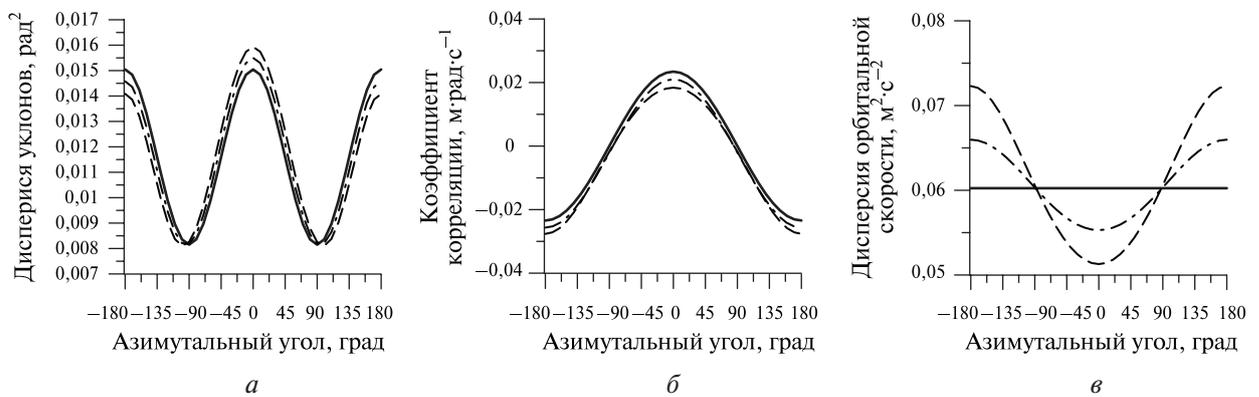


Рис. 7. Азимутальная зависимость дисперсии уклонов $\sigma_{\chi\chi}^2$, коэффициента корреляции K_{χ} и орбитальной скорости σ_{Π}^2 для разных скоростей течения: сплошная кривая — 0 м/с; штрихпунктирная — 0,25 м/с; штриховая — 0,5 м/с

Дисперсия уклонов зависит от скорости ветра, поэтому принимает максимальное значение, когда эффективная скорость ветра максимальна, и не будет меняться при переходе из движущейся системы отсчёта в неподвижную. Наблюдаемое на рисунке изменение связано с изменением скорости ветра в движущейся системе координат.

В движущейся системе координат дисперсия орбитальных скоростей увеличивается с ростом скорости ветра, т.е. когда ветер и течение имеют противоположные направления, дисперсия орбитальных скоростей максимальна. Однако в неподвижной системе координат происходит изменение частоты (см. рис. 4, б) и интеграл по спектру становится меньше, что

и видно на рисунке для противоположных направлений течения и ветра (0°). И наоборот, дисперсия орбитальной скорости увеличивается, когда направление ветра совпадает с направлением течения, т. е. когда эффективная скорость ветра становится меньше и волнение менее интенсивно.

Аналогичная ситуация складывается с коэффициентом корреляции между уклонами и орбитальными скоростями: происходит уменьшение вертикальной компоненты скорости при неизменной дисперсии уклонов. Это приводит к уменьшению коэффициента корреляции при противоположных направлениях течения и ветра.

Влияние угла между направлением ветра и направлением течения на доплеровский спектр

При измерении доплеровского спектра под одним азимутальным углом нельзя измерить скорость и направление течения, поэтому необходимо проведение измерений под разными азимутальными углами.

Для вычислений доплеровского спектра будет использоваться модель, которая обсуждалась в работе (Karaev et al., 2008). Проанализируем зависимость ширины и смещения доплеровского спектра от азимутального угла для двух скоростей течения (0,25 и 0,5 м/с).

Прежде всего, рассмотрим зависимости ширины и смещения доплеровского спектра для условий, которые были описаны в разд. «Изменение...».

На рис. 8 показаны азимутальные зависимости смещения (см. рис. 8а) и ширины (см. рис. 8б) доплеровского спектра от направления ветра (волнения) при постоянном направлении течения (180°). При вычислении предполагалось, что измерения доплеровского спектра выполняются при угле падения 7° и направлении зондирования 180° (по течению). На рисунке штриховой кривой показаны данные для скорости течения 0,5 м/с, штрихпунктирной — 0,25 м/с и сплошной — при отсутствии течения.

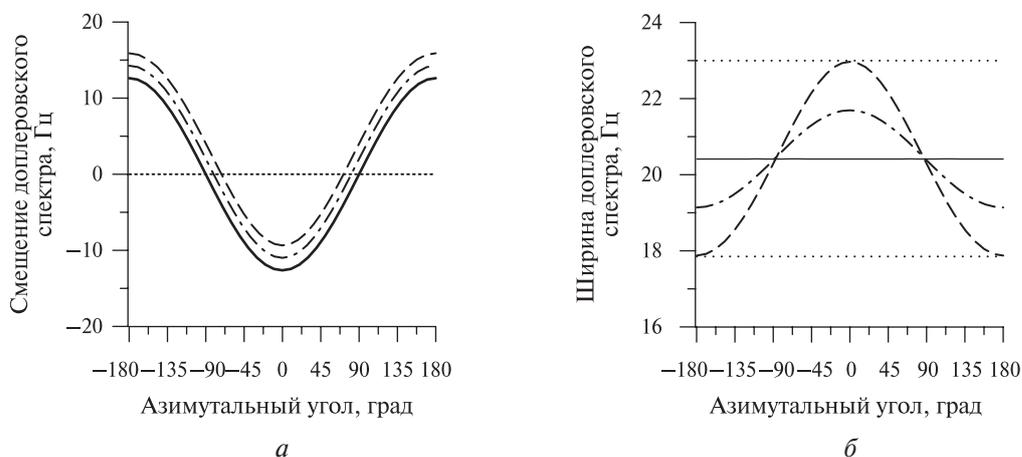


Рис. 8. Зависимость смещения (а) и ширины (б) доплеровского спектра от угла между направлением течения и направлением волнения (ветра). Направление зондирования — 180° , угол падения — 7°

Из модельных оценок следует, что при направлении распространения волнения под углом 90° при отсутствии течения смещение доплеровского спектра равно нулю. При наличии течения происходит «сдвиг» положения нулевого смещения доплеровского спектра, и он тем больше, чем выше скорость течения (см. пересечение пунктирной прямой на рис. 8а). В результате расстояние между «нулями» меньше 180° , т. е. азимутальная зависимость становится несимметричной.

С целью оценки влияния эффекта трансформации волнения на течении были проведены вычисления для скоростей ветра 4,5 и 5,5 м/с для случая отсутствия течения, что соответству-

ет пределам изменения эффективной скорости ветра. На *рис. 8б* пределы изменения показаны пунктиром.

Для смещения отличие, связанное с изменением скорости ветра на 1 м/с, было незначительным (~1,5 Гц), поэтому мы не стали загромождать *рис. 8а* дополнительными кривыми, а для ширины доплеровского спектра получились интересные зависимости.

Пунктиром показана ширина доплеровского спектра для скоростей ветра 4,5 м/с (нижняя прямая) и 5,5 м/с (верхняя прямая). При изменении направления течения ширина доплеровского спектра меняется и достигает максимального значения при распространении волнения навстречу течению. Это обусловлено изменением эффективной скорости ветра и эффективного направления распространения, которые определяют значения статистических моментов, используемых для вычисления доплеровского спектра. Кривая, построенная для скорости течения 0,5 м/с (штриховая кривая), касается прямых, соответствующих скоростям ветра 4,5 и 5,5 м/с.

Надо отметить, что дисперсия вертикальной компоненты орбитальной скорости при нулевом азимутальном угле (см. *рис. 7в*) минимальна. Однако вследствие того, что ширина доплеровского спектра увеличивается с уменьшением коэффициента корреляции (см. *рис. 7б*), этот эффект оказывается сильнее и приводит к росту ширины доплеровского спектра.

Азимутальная зависимость доплеровского спектра

Как было показано выше, при фиксированных направлениях течения и зондирования направление ветра оказывает сильное влияние на ширину и смещение доплеровского спектра (см. *рис. 8*).

Во время эксперимента (измерений) угол между направлением ветра и направлением течения обычно остаётся постоянным, и использовать полученные зависимости сложно. Однако во время проведения эксперимента можно менять направление зондирования, поэтому рассмотрим, насколько эффективными могут быть алгоритмы, использующие измерения доплеровского спектра под разными азимутальными углами.

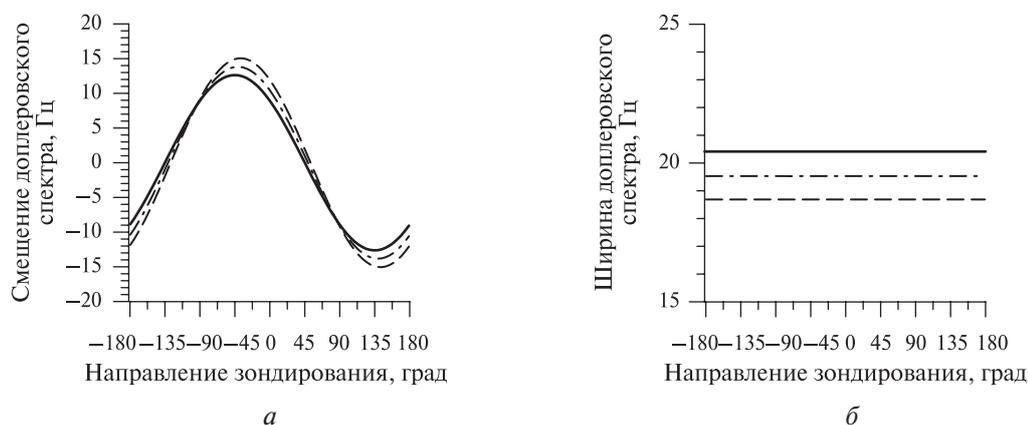


Рис. 9. Зависимость смещения (*а*) и ширины (*б*) доплеровского спектра от направления зондирования. Направление течения — 135°; угол падения — 7°; скорость ветра — 5 м/с; направление ветра — 135°. Штриховая кривая соответствует скорости течения 0,5 м/с, штрихпунктирная — 0,25 м/с, сплошная — 0 м/с

Для примера на *рис. 9* приведена зависимость смещения (см. *рис. 9а*) и ширины (см. *рис. 9б*) доплеровского спектра от направления зондирования для следующих условий: скорость ветра — 5 м/с, направление ветра — 135°, угол падения — 7°, направление течения — 135°. Штриховая кривая — скорость течения 0,5 м/с, штрихпунктирная — 0,25 м/с, и сплошная кривая построена для отсутствия течения.

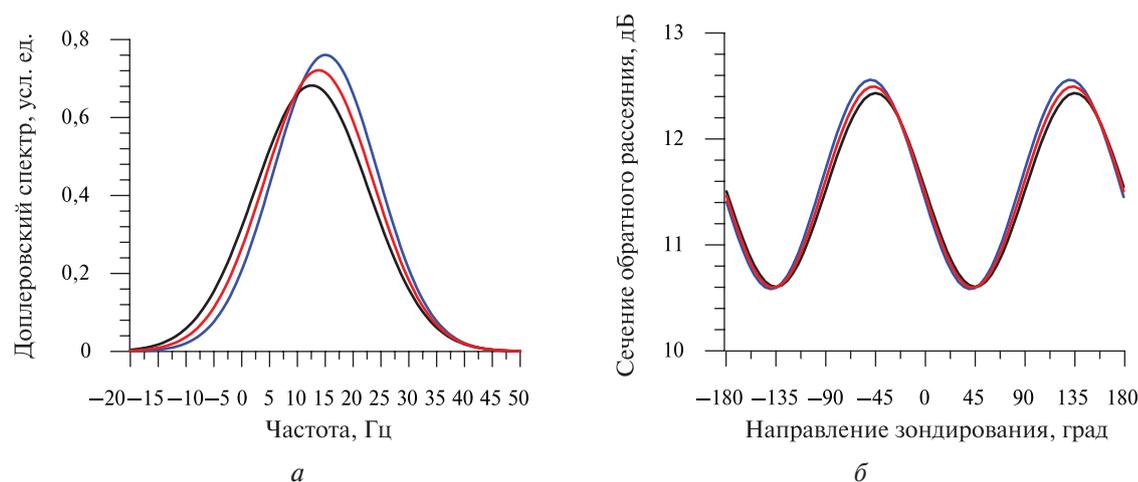


Рис. 10. Примеры доплеровских спектров, вычисленные при азимутальном угле -40° для скоростей течения: синяя кривая — 0,5 м/с, красная — 0,25 м/с, чёрная — 0 м/с (а). Примеры азимутальных зависимостей сечения обратного рассеяния для тех же условий (б)

Из рисунка видно, что течение приводит к дополнительному смещению доплеровского спектра и уменьшению его ширины. Для примера на рис. 10а приведены формы доплеровских спектров, соответствующие направлению зондирования 40° . Рисунок показывает, что с увеличением скорости течения происходит увеличение доплеровского спектра, а также увеличивается его амплитуда. Интеграл по доплеровскому спектру даст значение сечения обратного рассеяния, и на рис. 10б приведены азимутальные зависимости для сечения обратного рассеяния.

В качестве дополнительного критерия для определения наличия течения может использоваться азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния. Дело в том, что сечение обратного рассеяния зависит от дисперсии уклонов крупномасштабного волнения (направления распространения волнения), а на смещение доплеровского спектра дополнительное влияние оказывает скорость течения. Это заметно, если сравнить азимутальные зависимости на рис. 9 и 10б. Несовпадение положения максимумов/минимумов говорит о наличии течения.

Основным критерием для определения течения будет служить радиолокационная плоскость, которая показывает связь ширины и смещения доплеровского спектра отражённого радиолокационного сигнала (Караев и др., 2011; Panfilova et al., 2020).

Разработанные алгоритмы хорошо себя зарекомендовали при обработке радиолокационных данных (Караев и др., 2020; Karaev et al., 2008).

Заключение

Задача измерения глобального поля морских течения актуальна, и уже предложено несколько концепций орбитальных радиолокаторов, однако ни одна из них пока не реализована. В проекте SKIM планируется проведение измерений при малых углах падения, но теоретические выводы не подтверждены экспериментом. В наших исследованиях, включающих теоретическую составляющую и эксперимент, сделана попытка оценить перспективность измерения скорости течения при малых углах падения.

В области малых углов падения для описания обратного рассеяния используется метод Кирхгофа. В рамках двухмасштабной модели рассеивающей поверхности отражение происходит от участков волнового профиля, которые ориентированы перпендикулярно зондирующему излучению.

Проведение экспериментов с морскими течениями — непростая задача, поэтому в качестве тестового объекта была выбрана река, где направление и скорость течения легко измерить.

Процесс формирования поверхностного волнения на реке существенно отличается от морских условий, поэтому в настоящей работе основное внимание уделено спектру волнения. Без модели спектра волнения на течении невозможно вычислить доплеровский спектр отражённого сигнала, и качество моделирования будет зависеть от достоверности спектра волнения. Рассмотрены особенности формирования ветрового волнения на реке в условиях постоянной скорости течения. Получены зависимости спектра волнения от угла между направлением ветра и направлением течения в движущейся (связанной с течением) и неподвижной системах координат. Для задания спектра волнения, сформированного в таких условиях, были введены понятия эффективной скорости ветра и эффективного направления ветра. Это позволило получить количественные оценки статистических моментов второго порядка, которые в дальнейшем использовались для вычисления доплеровского спектра.

Были построены зависимости ширины и смещения доплеровского спектра от азимутального угла и направления зондирования, получены оценки влияния скорости течения на доплеровский спектр. Показано, что существующие азимутальные зависимости сечения обратного рассеяния, ширины и смещения доплеровского спектра позволяют предложить несколько подходов (алгоритмов) к задаче определения скорости и направления течения. Для оценки их эффективности в натуральных условиях, когда в отражённом сигнале присутствует спекл-шум и измерения затрудняет нестабильность скорости и направления ветра, необходимо выполнить обработку данных и сравнить восстановленные скорость и направление течения с данными контактных измерений. Это задача наших дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-00462а).

Литература

1. *Басс Ф. Г., Фукс И. М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
2. *Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А.* Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 256 с.
3. *Каневский М. Б., Караев В. Ю.* Спектральные характеристики радиолокационного СВЧ-сигнала, отраженного морской поверхностью при малых углах падения (обратное рассеяние) // Изв. высш. учеб. заведений. Радиофизика. 1996. Т. 39. № 5. С. 517–526.
4. *Караев В. Ю., Каневский М. Б., Мешков Е. М.* Упрощенное описание морского волнения для задач радиолокационного дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 2. С. 26–39.
5. *Караев В. Ю., Панфилова М. А., Рябкова М. С., Титченко Ю. А., Мешков Е. М.* Доплеровский спектр радиолокационного сигнала, отраженного морской поверхностью при малых углах падения: эксперимент // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 2. С. 149–161. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-2-149-161.
6. *Коненкова Г. Е.* Динамика морских волн. М.: Изд-во МГУ, 1969. 206 с.
7. *Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В.* Теоретическая гидромеханика. М.: Физматлит, 1963. 583 с.
8. *Теплов В. И.* Закономерности генерации ветровых волн на потоках и метод расчета трансформации волн течениями: дис. ... канд. техн. наук. Л., 1984. 198 с.
9. *Arduin F., Brandt P., Gaultier L., Donlon C., Battaglia A., Boy F., Casal T., Chapron B., Collard F., Cravatte S., Delouis J.-M., Witte E., Gerald D., Engen G., Lique C., Lopez Dekker P., Maes Ch., Martin A., Stammer D.* SKIM, a Candidate Satellite Mission Exploring Global Ocean Currents and Waves // *Frontiers in Marine Science*. 2019. V. 6. Art. No. 209. DOI: 10.3389/fmars.2019.00209.
10. *Barale V., Gower J., Alberotanza L.* Oceanography from space. L.: Springer, 2010. 374 p. DOI: 10.1007/978-90-481-8681-5.
11. *Barrick D. E.* Rough Surface Scattering Based on the Specular Point Theory // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1968. AP-16. P. 449–454.
12. *Francis J. R., Dudgeon C. R.* An experimental study of wind generated waves on a water current // *Quarterly J. Royal Meteorological Society*. 1967. V. 3. No. 247. P. 247–253.
13. *Gommenginger C., Chapron B., Hogg A., Buckingham C., Fox-Kemper B., Eriksson L., Soulat F., Ubelmann C., Ocampo Torres F., Buongiorno Nardelli B., Griffin D., Lopez Dekker P., Knudsen P., Andersen O., Stenseng L., Stapleton N., Perrie W., Violante-Carvalho N., Schulz-Stellenfleth J., Burbidge G.* SEASTAR: A Mission to

- Study Ocean Submesoscale Dynamics and Small-Scale Atmosphere-Ocean Processes in Coastal, Shelf and Polar Seas // *Frontiers in Marine Science*. 2019. V. 6. Art. No. 457. DOI: 10.3389/fmars.2019.00457.
14. Karaev V., Kanevsky M., Meshkov E. The effect of sea surface slicks on the Doppler spectrum width of a backscattered microwave signal // *Sensors*. 2008. V. 8. P. 3780–3801. DOI: 10.3390/s8063780.
 15. Kelvin W. On stationary waves in flowing water // *Philosophical Mag.* 1871. Ser. 4. V. 42. P. 368.
 16. Lavrenov I. *Wind-waves in oceans: Dynamics and Numerical simulations*. Berlin: Springer, 2003. 380 p.
 17. Panfilova M., Ryabkova M., Karaev V., Skiba E. Retrieval of the statistical characteristics of wind waves from the width and shift of the Doppler spectrum of the backscattered microwave signal at low incidence angles // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2020. V. 20. No. 3. P. 2225–2231. DOI: 10.1109/TGRS.2019.2955546.
 18. Rodriguez E., Bourassa M., Chelton D., Farrar J. T., Long D. The Winds and Currents Mission Concept // *Frontiers in Marine Science*. 2019. V. 6. Art. No. 438. DOI: 10.3389/fmars.2019.00438.
 19. Romeiser R., Runge H., Suchandt S., Sprenger J., Weilbeer H., Sohrmann A., Stammer D. Current measurements in rivers by spaceborne along-track InSAR // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2007. V. 45. No. 12. P. 4019–4031.
 20. Ryabkova M., Karaev V. A modified wave spectrum for modeling in remote sensing problems // *Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS-2018)*. Valencia, Italy. 2018. P. 3274–3277. DOI: 10.1109/IGARSS.2018.8518285.
 21. Ryabkova M., Karaev V., Guo J., Titchenko Yu. A review of wave spectra models as applied to the problem of radar probing of the sea surface // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. No. 10. P. 7101–7134. DOI: 10.1029/2018JC014804.

On the problem of river flow influence on the Doppler spectrum of reflected radar signal at small angles of incidence

M. S. Ryabkova, V. Yu. Karaev, M. A. Panfilova,
Yu. A. Titchenko, E. M. Meshkov, E. M. Zuikova

Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia
E-mail: mrjabkova@gmail.com

The Doppler spectrum of reflected microwave radar signal contains information about the movement of the scattering surface. For small angles of incidence, the Kirchhoff method is used to describe backscattering, and in the framework of a two-scale model of the scattering surface, the reflection occurs on sections of the wave profile oriented perpendicular to the incident radiation. The width and shift of the Doppler spectrum depend on the second order statistical moments of surface waves. The current leads to wave spectrum transformations and changes in statistical characteristics, which can be used to measure the speed and direction of the current. To test this hypothesis, a river was chosen where the direction and speed of the current can be easily measured. To define the spectrum formed on a constant current, the concepts of effective wind speed and effective wind direction were introduced. The dependence of the wave spectrum on the angle between the wind direction and the current direction was obtained. This allowed calculating the second-order statistical moments that are necessary for obtaining the Doppler spectrum. Dependences of the width and shift of the Doppler spectrum on the azimuthal angle and direction of sensing were calculated, an assessment of the influence of the current velocity on the Doppler spectrum was performed. It is shown that the existing azimuthal dependences of the backscattering cross-section, width and shift of the Doppler spectrum allow suggesting several approaches (algorithms) to the problem of determining the velocity and direction of the current. Thus, the analysis confirmed that the problem of determining the speed and direction of the current from the Doppler spectrum measured at small angles of incidence is potentially solvable.

Keywords: current velocity, current direction, width and shift of the Doppler spectrum, Kirchhoff approximation, two-scale model of scattering surface, small incidence angles, wind waves

Accepted: 22.10.2020

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-1-175-187

References

1. Bass F. G., Fuks I. M., *Rasseyanie voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti* (Wave scattering from statistically rough surfaces), Moscow: Nauka, 1972, 424 p.
2. Davidan I. N., Lopatukhin L. I., Rozhkov V. A., *Vetrovoe volnenie v Mirovom okeane* (Wind waves in the world ocean), Leningrad: Gidrometizdat, 1985, 256 p.
3. Kanevskii M. B., Karaev V. Yu., Spektral'nye kharakteristiki radiolokatsionnogo SVCh signala, otrazhennogo morskoi poverkhnost'yu pri malykh uglakh padeniya (obratnoe rasseyanie) (Spectral characteristics of radar microwave signal reflected from the sea surface at small angles of incidence (backscattering)), *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Radiofizika*, 1996, Vol. 39, No. 5, pp. 517–526.
4. Karaev V. Yu., Kanevskii M. B., Meshkov E. M., Uproshchennoe opisanie morskogo volneniya dlya zadach radiolokatsionnogo distantsionnogo zondirovaniya (Simplified approach to sea roughness description for the problem of radar remote sensing of the sea surface), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2011, No. 2, pp. 26–39.
5. Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Ryabkova M. S., Titchenko Yu. A., Meshkov E. M., Doplerovskii spektr radiolokatsionnogo signala, otrazhennogo morskoi poverkhnost'yu pri malykh uglakh padeniya: eksperiment (Doppler spectrum of microwave signal backscattered by sea surface at small incidence angles: experiment), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2020, Vol. 17, No. 2, pp. 149–161, DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-2-149-161.
6. Konenkova G. E., *Dinamika morskikh voln* (Dynamics of sea waves), Moscow: Izd. MGU, 1969, 206 p.
7. Kochin N. E., Kibel I. A., Roze N. V., *Teoreticheskaya gidromekhanika* (Theoretical fluid mechanics), Moscow: Fizmatlit, 1963, 583 p.
8. Teplov V. I., *Zakonomernosti generatsii vetrovykh voln na potokakh i metod rascheta transformatsii voln techeniyami: Diss. kand. tekhn. nauk* (Regularities of generation of wind waves on streams and a method for calculating the transformation of waves by currents, Cand. techn. sci. thesis), Leningrad, 1984, 198 p.
9. Arduhin F., Brandt P., Gaultier L., Donlon C., Battaglia A., Boy F. Casal T., Chapron B., Collard F., Cravatte S., Delouis J.-M., Witte E., Gerald D., Engen G., Lique C., Lopez Dekker P., Maes Ch., Martin A., Stammer D., SKIM, a Candidate Satellite Mission Exploring Global Ocean Currents and Waves, *Frontiers in Marine Science*, 2019, Vol. 6, Art. No. 209, DOI: 10.3389/fmars.2019.00209.
10. Barale V., Gower J., Alberotanza L., *Oceanography from space*, London: Springer, 2010, 374 p., DOI: 10.1007/978-90-481-8681-5.
11. Barrick D. E., Rough Surface Scattering Based on the Specular Point Theory, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1968, AP-16, pp. 449–454.
12. Francis J. R., Dudgeon C. R., An experimental study of wind generated waves on a water current, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 1967, Vol. 3, No. 247, pp. 247–253.
13. Gommenginger C., Chapron B., Hogg A., Buckingham C., Fox-Kemper B., Eriksson L., Soulat F., Ubelmann C., Ocampo Torres F., Buongiorno Nardelli B., Griffin D., Lopez Dekker P., Knudsen P., Andersen O., Stenseng L., Stapleton N., Perrie W., Violante-Carvalho N., Schulz-Stellenfleth J., Burbidge G., SEASTAR: A Mission to Study Ocean Submesoscale Dynamics and Small-Scale Atmosphere-Ocean Processes in Coastal, Shelf and Polar Seas, *Frontiers in Marine Science*, 2019, Vol. 6, Art. No. 457, DOI: 10.3389/fmars.2019.00457.
14. Karaev V., Kanevsky M., Meshkov E., The effect of sea surface slicks on the Doppler spectrum width of a backscattered microwave signal, *Sensors*, 2008, Vol. 8, pp. 3780–3801, DOI: 10.3390/s8063780.
15. Kelvin W., On stationary waves in flowing water, *Philosophical Mag.*, 1871, Ser. 4, Vol. 42, p. 368.
16. Lavrenov I., *Wind-waves in oceans: Dynamics and Numerical simulations*, Berlin: Springer, 2003, 380 p.
17. Panfilova M., Ryabkova M., Karaev V., Skiba E., Retrieval of the statistical characteristics of wind waves from the width and shift of the Doppler spectrum of the backscattered microwave signal at low incidence angles, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2020, Vol. 20, No. 3, pp. 2225–2231, DOI: 10.1109/TGRS.2019.2955546.
18. Rodriguez E., Bourassa M., Chelton D., Farrar J. T., Long D., The Winds and Currents Mission Concept, *Frontiers in Marine Science*, 2019, Vol. 6, Art. No. 438, DOI: 10.3389/fmars.2019.00438.
19. Romeiser R., Runge H., Suchandt S., Sprenger J., Weilbeer H., Sohrmann A., Stammer D., Current measurements in rivers by spaceborne along-track InSAR, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2007, Vol. 45, No. 12, pp. 4019–4031.
20. Ryabkova M., Karaev V., A modified wave spectrum for modeling in remote sensing problems, *Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS-2018)*, Valencia, Italy, 2018, pp. 3274–3277, DOI: 10.1109/IGARSS.2018.8518285.
21. Ryabkova M., Karaev V., Guo J., Titchenko Yu., A review of wave spectra models as applied to the problem of radar probing of the sea surface, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2019, Vol. 124, No. 10, pp. 7101–7134, DOI: 10.1029/2018JC014804.